doi:10.13866/j.azr.2019.06.08

1961—2017 年柴达木盆地干湿状况及其影响因子①

张旺雄，　刘普幸

（西北师范大学地理与环境科学学院，甘肃 兰州　730070）

摘　要： 根据1961—2017年柴达木盆地8个气象站数据资料，采用联合国粮农组织FAO推荐的Penman-Monteith模型计算潜在蒸散量，继而算得湿润指数，辅以气候倾向率、M-K检验、Morlet小波周期和主成分分析等方法，探究柴达木盆地干湿变化特征及影响因素。结果表明：1961—2017年，柴达木盆地整体具有变湿趋势，变化倾向率为0.007·$(10a)^{-1}$（$\alpha \geq 0.001$），且湿润指数年际变化波动较大，变异系数为30.73%，春、夏、秋、冬四季湿润指数均呈上升趋势，倾向率分别为0.003·$(10a)^{-1}$、0.009·$(10a)^{-1}$、0.004·$(10a)^{-1}$、0.003·$(10a)^{-1}$；空间变化差异显著，盆地东部地区变湿趋势大于西部，德令哈和都兰变湿趋势最为显著；湿润指数在1981年和1986年发生突变，且存在2.8 a和3.6 a（$\alpha \geq 0.05$）的变化周期，与大气环流2～4 a周期较吻合；主成分分析表明，降水量和平均气温是柴达木盆地湿润指数的主要影响因子。此外，湿润指数与北半球极涡面积和强度及亚洲区极涡面积和强度关系密切，相关系数分别为-0.46、-0.36、-0.49、-0.47，均通过99%的显著性检验。

关键词： 干湿事件；潜在蒸散量；气候变化；湿润指数；Penman-Monteith模型；柴达木盆地

气候变化是全球普遍关注的科学问题，全球变暖会导致极端事件频率或强度的增加[1]，可能改变大气环流模式进而引起旱灾[2]，干旱作为极端气候事件之一，每年都会在全世界造成重大经济和农业损失[3]，不仅如此，干旱增加是沙漠化一个强有力的直接原因[4]，特别是气候变化敏感区域尤为突出，重大旱灾直接影响国家长期安全和社会可持续发展[5-6]。因此，应对气候变化防旱减灾意义重大。不同地区干湿事件对气候变化的响应差异明显。澳大利亚和新西兰的大气环流变化，使该地干旱的发生率有所下降[7]；葡萄牙东南地区受干旱和极端干旱的威胁最大，沿海地区和南部中心的气候条件趋于干燥[8]；伊拉克近31 a呈变干趋势，干旱和半干旱面积占全国97%[9]；意大利近57 a干旱指数每年增加0.48%，降水量每年减少0.41%[10]；而在太平洋和大西洋沿海区域气候的变化，使得美国各地在近120 a内的干旱变率增大[11]；中国湿润化地区增多，中西部干旱化严重[12]，而长三角地区气候以-0.021·$(10a)^{-1}$呈变干趋势，春秋季气候干旱化，冬夏季湿润化[13]，西南地区近52 a趋于干旱，变干地区大于变湿地区[14]，且季风对该区干湿变化影响显著[15]，若尔盖湿地气候变化呈明显暖干化趋势，潜在蒸散量以9.1 mm·$(10a)^{-1}$趋势增加[16]。中国北方总体呈变干趋势，但干旱与半干旱区呈现湿润化趋势，湿润与半湿润区相反[17]，西北大部分地区春季变干，夏、秋和冬季趋于变湿[18]，西部生态屏障石羊河流域湿润指数空间分布为南高北低格局[19]，且7—9月是极端干旱高发期。新疆近53 a趋于变湿，且北疆湿润化趋势大于南疆[20]。

青藏高原是全球气候变化的驱动机和放大器[21]，柴达木盆地作为青藏高原气候变化敏感和显著的地区，其气候变化更为剧烈，而目前对该盆地干湿变化的研究集中于气温和降水单变量的变化[22]，或基于不同干旱指标[23]、岩性旋回和有机碳含量[24]、湖泊水位和植被覆盖度反演等[25-26]，但基于湿润指数的研究较少。湿润指数不仅能确切反映区域干湿特征，而且是判定干旱湿润与否的优良指标，亦对科学预测柴达木盆地未来地表干湿特征具有重要意义。因此，本文基于湿润指数探究柴达木盆地气候干湿变化的时空分布特征及成因，以期为柴达木绿洲农业生产、生态脆弱带环境建设甚至青藏高原气候变化研究提供科学参考。

---

① **收稿日期：** 2018-12-18；　**修订日期：** 2019-08-15
基金项目： 国家自然科学基金项目(41561080)资助
作者简介： 张旺雄(1993-)，男，硕士研究生，研究方向为干旱区域环境与绿洲建设. E-mail：zwxhandsome@163.com
通讯作者： 刘普幸. E-mail：fmlpx@nwnu.edu.cn

1 研究区概况

柴达木盆地处青藏高原东北部,位于 35°00′~39°20′N,87°47′~99°16′E,是我国著名的山间内陆盆地(图 1)。盆地周围高山环绕,地貌类型多样且从边缘至中心呈同心环状分布。该盆地属高原大陆性气候,多年平均气温为 3.5 ℃;光照充足,蒸发量大,年平均降水量稀少,且从东南部的 200 mm 递减至西北部的 15 mm,多年平均日照时数超过 3 000 h,年蒸发量约为 1 200 mm。土壤主要由高山草甸土、荒漠草甸土、棕钙土和灰棕土组成。盆地主要植被类型有草原、灌丛和荒漠。

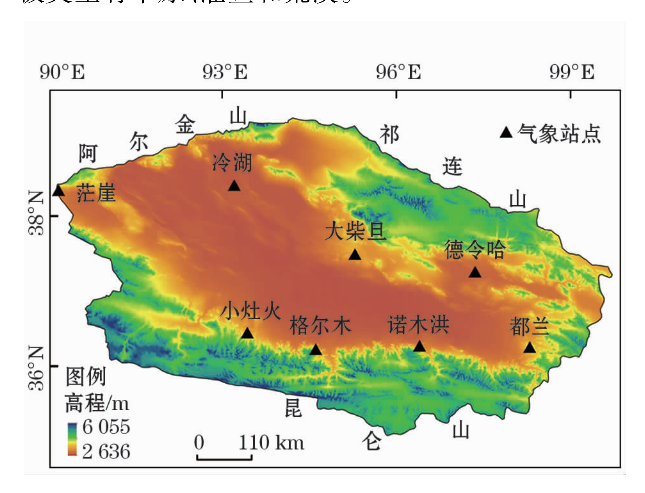


图 1 研究区概况示意图

Fig. 1 General situation of the study area

2 数据与方法

2.1 数据来源

本文选取柴达木盆地 1961—2017 年逐日降水量、平均最高及最低气温、相对湿度、平均风速和日照时数观测数据,数据源自中国气象数据网(http://www.cams.cma.gov.cn),气象资料经过严格的质量控制与均一性检验。柴达木盆地平均降水量、潜在蒸散量及湿润指数均为各站点数据加权平均得到,季节划分采用气象季节。同期环流指数源自中国气象局国家气候中心。

2.2 研究方法

2.2.1 变异系数 湿润指数的变异系数表示湿润指数年际波动程度的大小。

$$Cv = (SD \div MN) \times 100\% \qquad (1)$$

式中:Cv 为变异系数;SD 为标准差;MN 为平均值。

2.2.2 湿润指数

$$MI = P/ET_0 \qquad (2)$$

式中:MI 为湿润指数;P 为日降水量;ET_0 为日潜在蒸散量。干湿划分标准[27]:湿润($MI > 0.65$)、干旱亚湿润($0.50 < MI \leqslant 0.65$)、半干旱($0.20 < MI \leqslant 0.50$)、干旱($0.05 < MI \leqslant 0.20$)、极干旱($MI \leqslant 0.05$),即 MI 指数越大,表明该区域越湿润。

2.2.3 潜在蒸散量(ET_0) 采用 FAO 推荐的 Penman-Monteith 计算柴达木盆地逐日潜在蒸散量,再进行月份、季节、年份的统计。该模型因其物理意义鲜明和计算精确,为学者广泛应用[28]。

$$ET_0 = \frac{0.408\Delta(R_n - G) + \gamma \frac{900}{T+273} U_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0.34U_2)} \qquad (3)$$

$$R_n = (1 - a_s)\left[a_s + b_s\left(\frac{n}{N}\right)\right]R_a - \sigma\left[\frac{T^4_{max,k} + T^4_{min,k}}{2}\right] (c - d\sqrt{e_a})\left(e\frac{R_s}{R_{so}} - f\right) \qquad (4)$$

式中:Δ 为水气压对温度的斜率(kPa·℃$^{-1}$);R_n 为净辐射(MJ·m^{-2}·d^{-1});G 为土壤热通量(MJ·m^{-2}·d^{-1},本文忽略不计);γ 为干湿球常数;T 为日平均气温(℃);U_2 为 2 m 高处风速(m·s^{-1});e_s 为饱和水气压(kPa);e_a 为实际水汽压(kPa);n 为实际日照时数;N 为可照时数;R_a 为天文辐射;σ 为 Stefan-Boltzmann 常数(4.903×10^{-9} MJ·K^{-4}·m^{-2}·d^{-1});T_k 为绝对温标温度(K);R_s 为太阳辐射;R_{so}为晴天辐射。净辐射是 P-M 模型计算的基础,确定经验系数是关键,本文采用文献〔29〕得出的青藏高寒区 a_s、b_s 系数为 0.166、0.707,其余各项参数均采用 FAO 推荐的标准,即 $c = 0.34$、$d = 0.14$、$e = 1.35$、$f = 0.35$。

此外,运用线性趋势法分析柴达木盆地湿润指数时间变化特征(气候倾向率显著性检验采用相关系数检验);利用 Morlet 小波功率谱[30]分析方法和 Mann-Kendall[31](当突变点较多时结合滑动 t 检验相互印证确定突变点)方法进行周期分析和突变检验;运用主成分分析和相关分析探究影响湿润指数变化的主要因子和可能原因。

3 结果与分析

3.1 气温、降水量和潜在蒸散量的时间变化

近 57 a 柴达木盆地平均气温以 0.465 ℃·

$(10a)^{-1}$($\alpha \geqslant 0.001$)显著增温,共增温 2.651 ℃,年平均值为 3.662 ℃,远高于全国 0.250 ℃·$(10a)^{-1}$[32]和青藏高原 0.370 ℃·$(10a)^{-1}$[33]的增温速率,表明柴达木盆地对全球变暖响应显著。21 世纪之前,气温增幅明显,倾向率为 0.386 ℃·$(10a)^{-1}$($\alpha \geqslant 0.001$),之后气温增速相对趋于平缓,倾向率为 0.252 ℃·$(10a)^{-1}$($\alpha \geqslant 0.001$),此外,1986 年之前年平均气温偏低,低于平均气温。从表 1 可见,8 个站点均呈增温趋势且都通过 99% 的显著性检验,增幅最大的分别是茫崖 0.827 ℃·$(10a)^{-1}$($\alpha \geqslant 0.01$)、大柴旦 0.632 ℃·$(10a)^{-1}$($\alpha \geqslant 0.01$),都兰最小,为 0.281 ℃·$(10a)^{-1}$($\alpha \geqslant 0.01$),气温增幅西部地区大于东部。

近 57 a 盆地内年降水量波动较大,以 6.496 mm·$(10a)^{-1}$($\alpha \geqslant 0.001$)的趋势增加(图 2),共增加 37.027 mm,该盆地年平均降水量为 83.303 mm,远低于青藏高原[34](473.600 mm)和西北地区[35]年均降水量(299 mm),最高值为 2010 年的 141.588 mm,最低值为 1965 年的 41.513 mm。各站点降水量均呈现增加趋势(表 1),最大为德令哈 22.215 mm·$(10a)^{-1}$($\alpha \geqslant 0.01$)和都兰 16.094 mm·$(10a)^{-1}$($\alpha \geqslant 0.01$),冷湖最小,为 0.346 mm·$(10a)^{-1}$。可见,盆地内降水量差异显著,东部降水增幅明显大于西部。

盆地潜在蒸散量以 −12.955 mm·$(10a)^{-1}$($\alpha \geqslant 0.001$)的趋势显著减少(图 2),57 a 共减少 73.844 mm,年平均值为 1 234.041 mm,介于全国 349 ~ 1 490 mm 之间[36],但又高于我国西北地区[37],其中,潜在蒸散量最高值为 1969 年的 1 344.188 mm,最低值为 1967 年的 1 115.175 mm。潜在蒸散量(表 1)除小灶火 43.750 mm·$(10a)^{-1}$、大柴旦 5.883 mm·$(10a)^{-1}$呈增加趋势外,其余均呈现减小趋势,分别为茫崖 −24.865 mm·$(10a)^{-1}$、冷湖 −15.832 mm·$(10a)^{-1}$、德令哈 −22.412 mm·$(10a)^{-1}$、格尔木 −34.230 mm·$(10a)^{-1}$、诺木洪 −51.109 mm·$(10a)^{-1}$、都兰 −4.766 mm·$(10a)^{-1}$,且除大柴旦和都兰外,其余均通过 99% 的显著性检验。

3.2 湿润指数的时间变化

近 57 a 柴达木盆地湿润指数以 0.007·$(10a)^{-1}$($\alpha \geqslant 0.001$)呈略微增加趋势(图 3),表明柴达木盆地气候有变湿趋势,与青藏高原和西北地区变湿趋势基本一致。湿润指数多年平均值为 0.075,最大值为 2010 年的 0.127,最小值为 1961 年的 0.036,两者相差 0.091,变异系数为 30.73%。从季尺度看,湿润指数均呈上升趋势(图 3)。其中,春季湿润指数以 0.003·$(10a)^{-1}$的趋势上升,20 世纪以前湿润指数变化幅度大,之后趋于平缓;夏季湿润指数最大,以 0.009·$(10a)^{-1}$($\alpha \geqslant 0.001$)显著变

表 1 近 57 a 柴达木盆地气温、降水和潜在蒸散量的变化倾向率

Tab. 1 Trend rates of temperature, precipitation and ET_0 in the Qaidam Basin in recent 57 years

站点	倾向率/[℃·$(10a)^{-1}$]	倾向率/[mm·$(10a)^{-1}$]	
	气温	降水	ET_0
茫崖	0.827**	1.241	−24.865**
冷湖	0.421**	0.346	−15.832**
小灶火	0.441**	1.681	43.750**
大柴旦	0.632**	4.509	5.883
德令哈	0.290**	22.215**	−22.412**
格尔木	0.414**	2.175	−34.230**
诺木洪	0.418**	3.670*	−51.109**
都兰	0.281**	16.094**	−4.766

注:*、** 分别表示通过 0.05、0.01 的显著性检验。

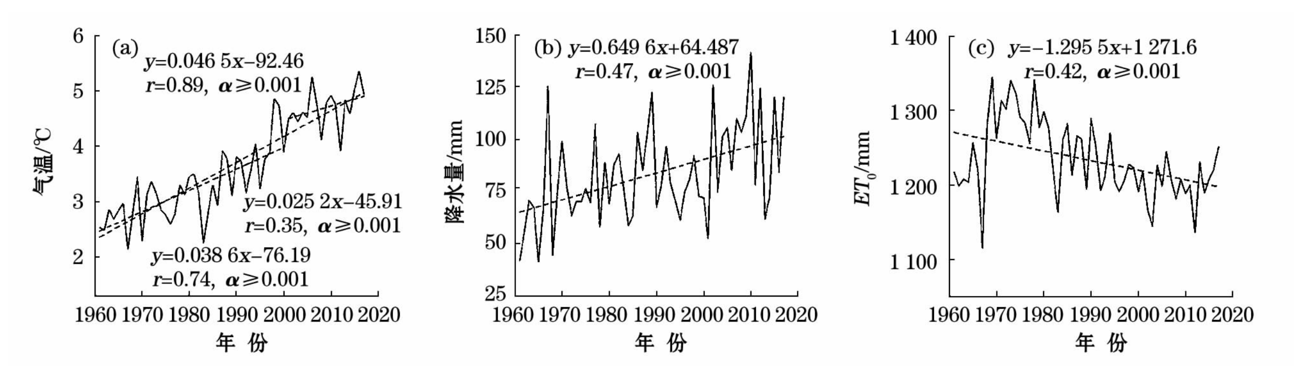


图 2 1961—2017 年柴达木盆地气温、降水量和 ET_0 的年际变化

Fig. 2 Annual change of temperature, precipitation and ET_0 in the Qaidam Basin from 1961 to 2017

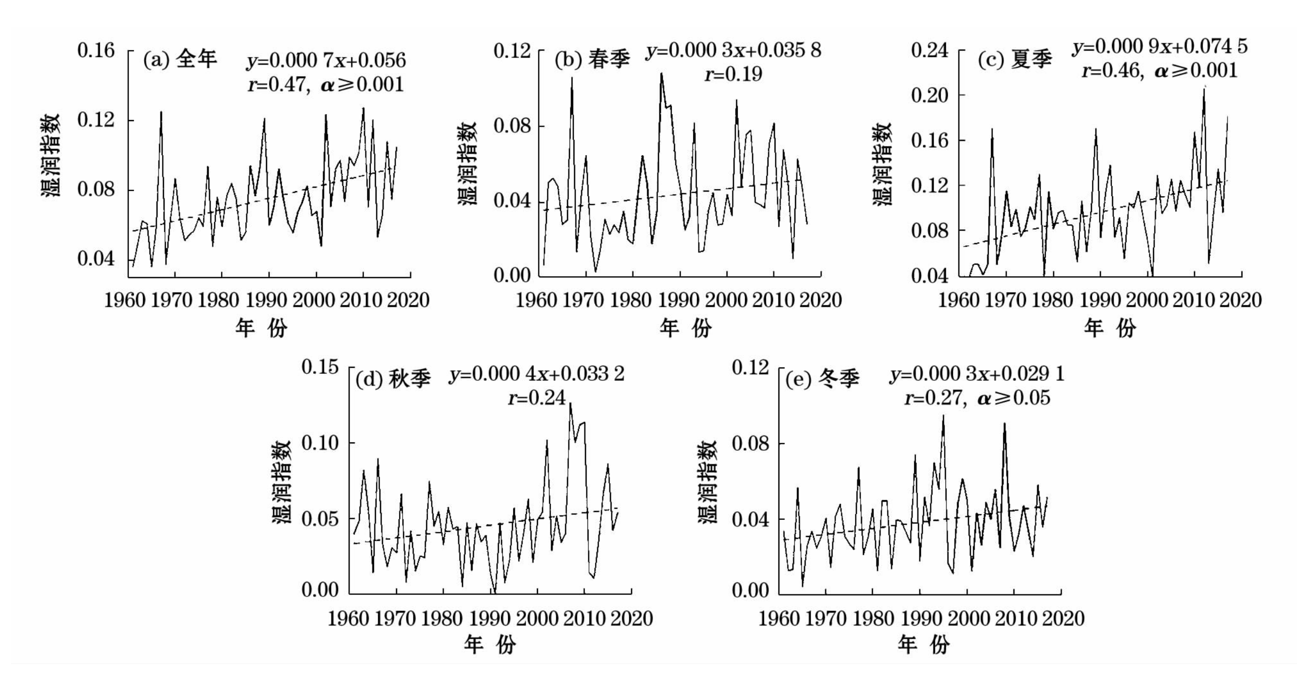


图 3　1961—2017 年柴达木盆地湿润指数年及季节变化

Fig. 3　Annual and seasonal change of humid index in the Qaidam Basin from 1961 to 2017

湿;秋季湿润指数有所下降,变化倾向率为 0.004 · $(10a)^{-1}$,但 20 世纪以后变化剧烈,呈先上升后下降再回升的波动态势;冬季湿润指数以 0.003 · $(10a)^{-1}$($\alpha \geq 0.05$)的增幅上升,其变化倾向率与春季相近,在 1995 年达到最大值,为 0.095。

从表 2 可以看出,盆地湿润指数 20 世纪 60、70 和 90 年代为负距平,分别为 −0.016、−0.010 和 −0.005,其中 80 年代突然转湿且春、冬季有变湿趋势,夏、秋季呈变干趋势,这可能与全球大气环流格局发生转变有关。已有研究表明,70 年代末期东亚季风环流减弱对中国气候变化影响较大[38-39]。21 世纪之后盆地变湿趋势愈渐明显。

表 2　湿润指数的年代际距平值

Tab. 2　Interdecadal anomaly of the humid index

年代	全年	春季	夏季	秋季	冬季
1961—1969	−0.016	−0.002	−0.029	0.001	−0.012
1970—1979	−0.010	−0.017	−0.001	−0.007	−0.003
1980—1989	0.004	0.014	−0.001	−0.008	0.001
1990—1999	−0.005	−0.009	0.002	0.016	0.009
2000—2009	0.012	0.012	0.005	0.025	0.006
2011—2017	0.016	0.006	0.208	0.008	−0.002

3.3　湿润指数的空间变化

近 57 a 柴达木盆地湿润指数变化趋势空间差异显著(图 4),表现为自西北向东南变湿趋势逐渐增强。从各站变化趋势来看,均呈变湿趋势,其中变湿显著的是德令哈 0.024 · $(10a)^{-1}$、都兰 0.015 · $(10a)^{-1}$、诺木洪 0.004 · $(10a)^{-1}$ 和格尔木 0.003 · $(10a)^{-1}$,均通过 95% 的显著性检验。就季节而言,春季除大柴旦外,其余均呈变湿趋势,都兰地区最为显著;夏季盆地西北部的茫崖和冷湖地区呈微弱的变干趋势,德令哈和都兰变湿明显;秋季各站点均呈变湿趋势,其中茫崖、冷湖、小灶火和诺木洪呈微弱的变湿趋势,德令哈 0.017 · $(10a)^{-1}$($\alpha \geq 0.05$)显著变湿;冬季变化趋势与秋季相似却又不同,小灶火有微弱变干趋势,格尔木、德令哈和都兰呈显著变湿趋势,德令哈 0.011 · $(10a)^{-1}$($\alpha \geq 0.05$)变湿最明显。显然,盆地东部变湿趋势大于西部,究其原因,柴达木盆地受蒙古高压和大陆热低压影响,气候异常干燥,盆地东部至西部降水逐渐减少,且西部地区风速较大,日照充足,加之蒸发强烈,而东部受微弱的东南季风影响,故较为湿润。

3.4　突变分析

采用 M-K 检验法对柴达木盆地近 57 a 降水量、ET_0 和湿润指数进行突变分析,子序列长度为 3 a,并给定显著性水平 $\alpha = 0.01$,临界线 $U = \pm 2.58$,置信水平内曲线 UF 和 UB 的交点为突变点。降水量存在多个突变点(图 5a),但结合滑动 t 检验法最终确定降水量在 1979 年之后显著增多,这与姚檀栋等[40]研究青藏高原冰芯得出结论是一致的;ET_0 在 1991 年发生突变(图 5b),之后持续减少;湿润指数

图 4　1961—2017 年柴达木盆地年及季节湿润指数变化的空间分布

Fig. 4　Spatial distribution of the annual and seasonal humid indexes in the Qaidam Basin from 1961 to 2017

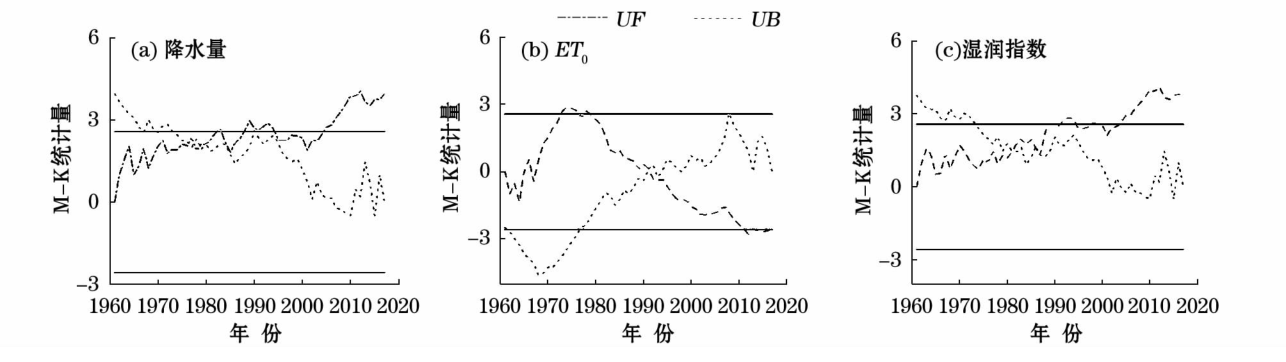


图 5　近 57 a 柴达木盆地降水量、ET_0 和湿润指数的 M-K 检验

Fig. 5　M-K test of precipitation, ET_0 and humid index in the Qaidam Basin in recent 57 years

在 1981 年和 1986 年后均显著增加(图 5c)。

3.5　周期分析

通过对柴达木盆地近 57 a 降水量、ET_0 和湿润指数的 Morlet 小波功率谱分析(图 6),结果表明:降水量和潜在蒸散量存在 2.1 a 和 2.4 a($\alpha \geqslant 0.05$)的变化周期,湿润指数存在 2.8 a、3.6 a($\alpha \geqslant 0.05$)的

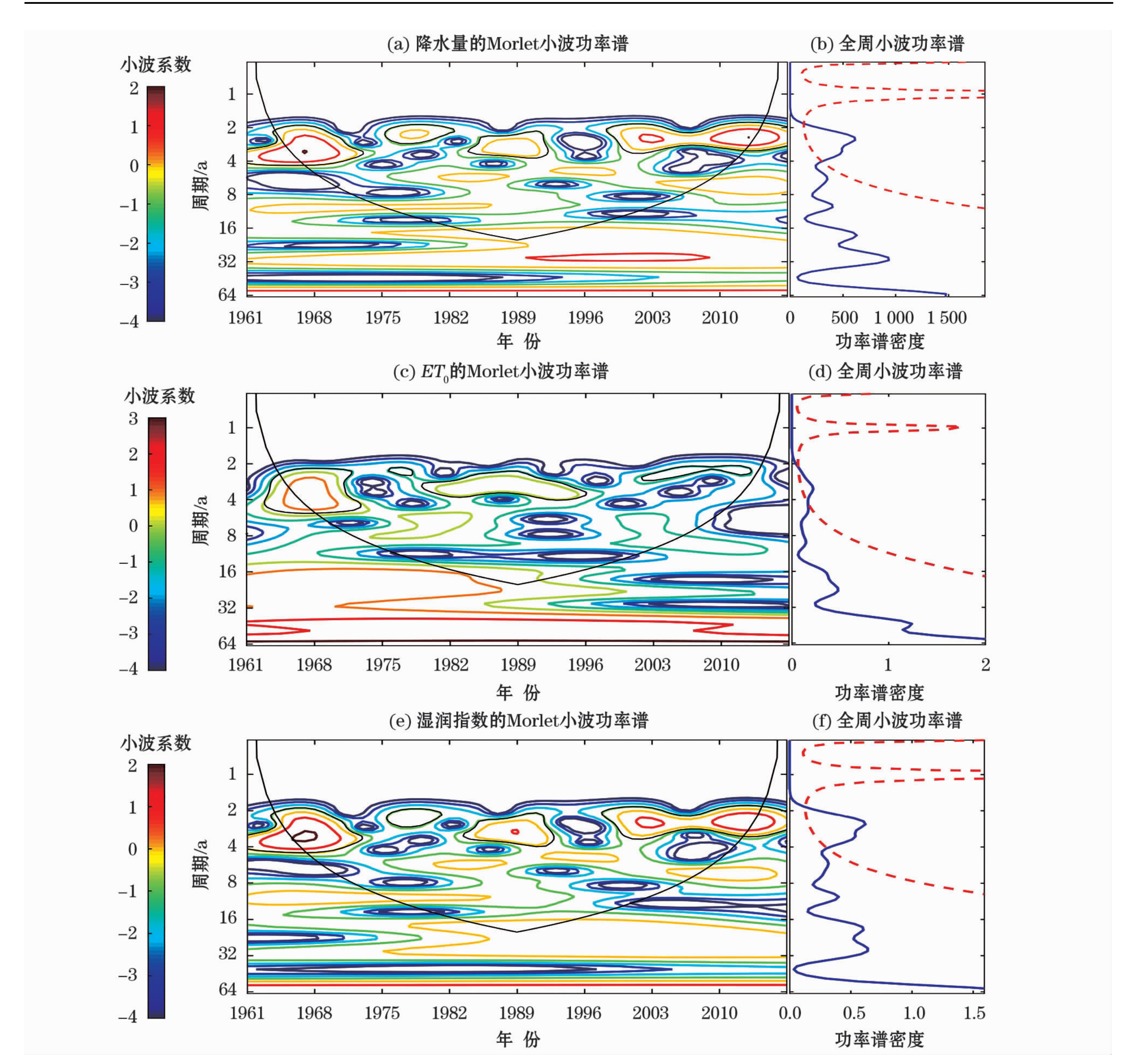


图 6 近 57 a 柴达木盆地降水量、ET_0 和湿润指数的 Morlet 小波功率谱

Fig. 6 Morlet wavelet of the precipitation, ET_0 and humid index in the Qaidam Basin in recent 57 years

周期变化。盆地降水量、ET_0 及湿润指数均与大气环流 2 ~4 a[41] 的周期相吻合,表明研究区干湿变化主要受大气环流的影响。

4 讨 论

湿润指数所受影响因素众多,不仅受各气候因子[42] 和大气环流的影响,还受观测仪器变换、迁站、城市化等非气候变化造成的资料非均一性问题[43] 的影响。本文采用国内较成熟的 RHtest 方法[44] 对气温进行均一化处理和订正,提高数据质量和预估准确性,但结果依然存在一定程度的局限性,而城市化对资料的影响及其作用大小是另一个复杂的科学问题,有待进一步的探讨。

4.1 主成分分析

湿润指数变化主要决定于降水量和潜在蒸散量 2 个变量,而潜在蒸散量大小所受影响因素更为复杂,不同气象要素对湿润指数贡献不尽一致。本文选取影响柴达木盆地湿润指数的 7 个因子:A 降水量,B 平均最高气温,C 平均气温,D 平均最低气温,E 相对湿度,F 平均风速,G 日照时数进行主成分分析,时间序列为 1961—2017 年。从图 7 可见,第一、第二特征值均大于 1,分别为3.76、2.57,其余 5 个特征值均小于 1,且第一和第二特征值的累计方差

贡献率高达 90.41%,能够全面反映影响柴达木盆地湿润指数的主要因子。柴达木盆地(图 7)varA(降水量)靠近第一主成分得分轴,表明第一主成分是降水量变化对研究区湿润指数影响的代表;varC(平均气温)靠近第二主成分得分轴,而此指标反映了平均气温变化对研究区湿润指数影响的状况;varD(平均最低气温)靠近第三主成分得分轴,因此可以认为第三主成分代表了最低气温变化,但 varD 方差贡献率甚小,仅为 3.03%,表明降水量和平均气温对盆地干湿状况影响更为显著。

4.2 相关分析

柴达木盆地地处欧亚大陆,北邻河西走廊,离蒙古－西伯利亚高压源地近,受极涡和西北高空气流影响大,加之研究区位于青藏高原,受高原独特的环流体系影响,因此,本文选取维尔霍扬斯克－奥伊米亚康(WYMI)、北半球副高强度指数(SHI)、北半球极涡面积指数(PVA)、北半球极涡强度指数(PVI)、亚洲区极涡面积指数(APVI)、亚洲区极涡强度指数(APVII)进行相关分析(图 8),结果表明:湿润指数与北半球副高强度指(SHI)数呈显著正相关,相关系数为 0.34($\alpha \geqslant 0.01$),近 57 a 北半球副高强度指数增强可能是柴达木盆地变湿的原因;湿润指数与 WYMI、PVA、PVI、APVI、APVII 指数呈显著负相关,相关系数为 −0.36、−0.46、−0.36、−0.49、−0.47

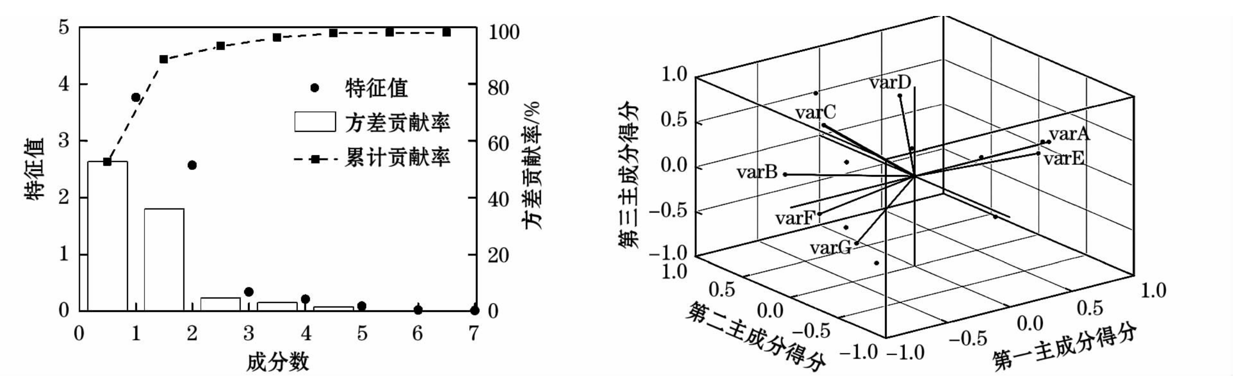


图 7　柴达木盆地湿润指数方差贡献的 Pareto 分布及其累计分布和主成分载荷与得分双重散点图

Fig. 7　Pareto distribution of humid index variance contribution and its cumulative distribution and double scatter plot of principal component loads and scores of the humid index in the Qaidam Basin

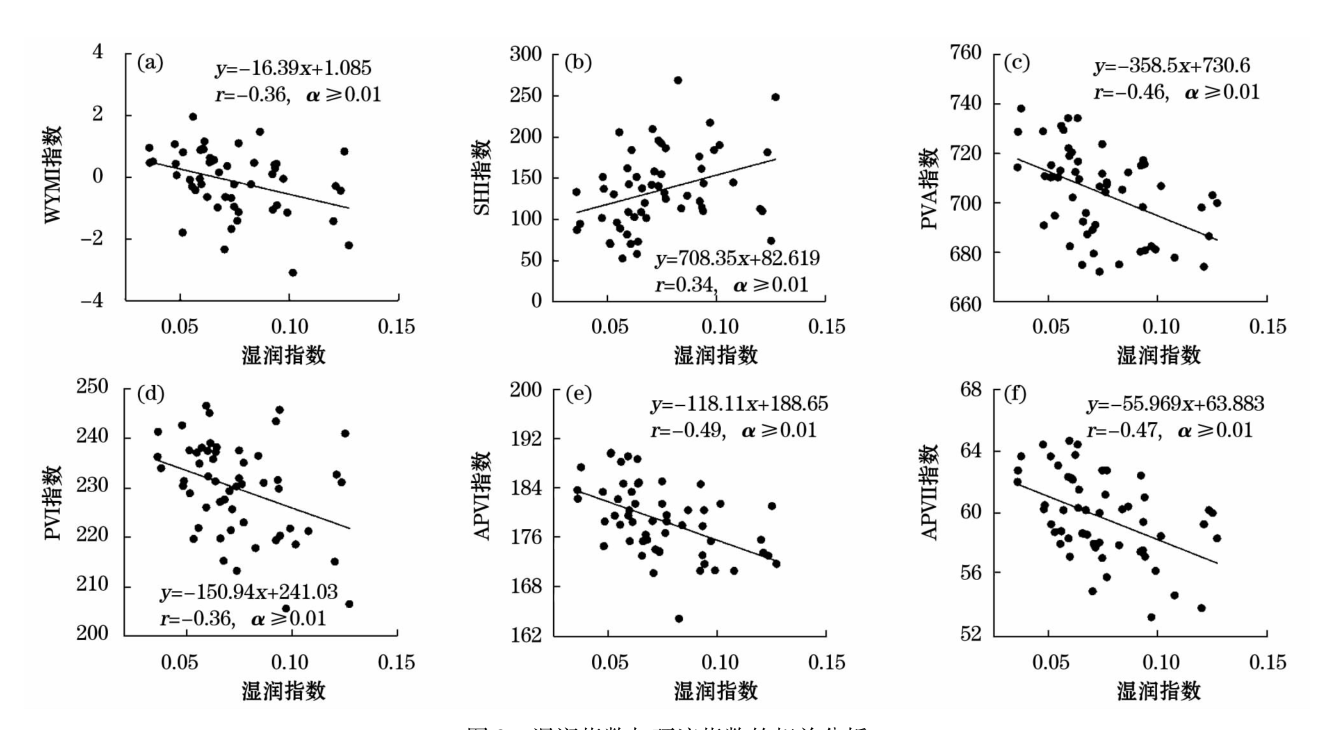


图 8　湿润指数与环流指数的相关分析

Fig. 8　Correlation analysis between humid index and atmospheric circulation index

($\alpha \geq 0.01$),表明湿润指数对极涡强度和面积变化较敏感,其中北半球和亚洲极涡面积指数在20世纪80年代中期以后开始偏小,而极涡指数偏小和显著偏小的现象与青藏高原年平均气温在20世纪80年代开始变暖,但显著增温发生在90年代中期[45]的结论吻合,这也与湿润指数1986年之后显著增大的时间相一致。

5 结 论

(1) 近57 a来,柴达木盆地气温、降水量和潜在蒸散量分别呈现升高、增加和下降趋势,倾向率分别为0.465 ℃·(10a)$^{-1}$、6.496 mm·(10a)$^{-1}$和−12.955 mm·(10a)$^{-1}$,其多年平均值分别为3.662 ℃、83.303 mm和1 234.041 mm。

(2) P-M模型表明,近57 a来,柴达木盆地湿润指数呈上升趋势,倾向率为0.007·(10a)$^{-1}$,表明柴达木盆地具有变湿趋势。四季湿润指数也呈上升趋势且按夏、秋、春、冬依次递减。柴达木盆地湿润指数空间差异十分显著,具有自西北向东南逐渐上升的特征,高值中心在都兰,低值中心在冷湖,东部地区变湿趋势比西部明显。

(3) 柴达木盆地降水量、潜在蒸散量及湿润指数分别于1979年、1991年、1981年和1986年发生突变,且湿润指数存在2.8 a、3.6 a($\alpha \geq 0.05$)的周期,与大气环流的2~4 a准周期较吻合,表明湿润指数主要受大气环流的影响。

(4) 影响柴达木盆地湿润指数的主要气象因子为降水量和平均气温。此外,湿润指数与SHI指数呈正相关,与WYMI指数、PVA指数、PVI指数、APVI指数、APVII指数呈负相关且均达到置信水平。

参考文献(References):

〔1〕 Planton S,Déqué M,Chauvin F,et al. Expected impacts of climate change on extreme climate events〔J〕. Comptes Rendus Geoscience,2008,340(9):564-574.

〔2〕 Dai A. Drought under global warming:A review〔J〕. Wiley Interdisciplinary Reviews Climate Change,2010(2):45-65.

〔3〕 Keyantash J,Dracup J A. The quantification of drought:An evaluation of drought indices〔J〕. Bulletin of the American Meteorological Society,2002,83(8):1 167-1 180.

〔4〕 Stringer L C,Dyer J C,Reed M S,et al. Adaptations to climate change,drought and desertification:Local insights to enhance policy in Southern Africa〔J〕. Environmental Science & Policy,2009,12(7):748-765.

〔5〕 Changnon S A,Pielke R A,Changnon D,et al. Human factors explain the increased losses from weather and climate extremes〔J〕. Bulletin of the American Meteorological Society,2000,81(3):437-442.

〔6〕 Schubert S D. On the cause of the 1930s dust bowl〔J〕. Science,2004,303(5 665):1 855-1 859.

〔7〕 Plummer N,Salinger M J,Nicholls N,et al. Changes in climate extremes over the Australian region and New Zealand during the twentieth century〔J〕. Climatic Change,1999,42(1):183-202.

〔8〕 Costa A C,Soares A. Local spatiotemporal dynamics of a simple aridity index in a region susceptible to desertification〔J〕. Journal of Arid Environments,2012,87(4):8-18.

〔9〕 Sarlak N,Agha O M A M. Spatial and temporal variations of aridity indices in Iraq〔J〕. Theoretical & Applied Climatology,2018,133(2):89-99.

〔10〕 Salvati L,Sateriano A,Zitti M. Long-term land cover changes and climate variations:A country-scale approach for a new policy target〔J〕. Land Use Policy,2013,30(1):401-407.

〔11〕 Rayne S,Forest K. Evidence for increasingly variable palmer drought severity index in the United States since 1895〔J〕. Science of the Total Environment,2016,544(2):792-796.

〔12〕 申双和,张方敏,盛琼. 1975—2004年中国湿润指数时空变化特征〔J〕. 农业工程学报,2009,25(1):11-15.〔Shen Shuanghe,Zhang Fangmin,Sheng Qiong. Spatio-temporal changes of wetness index in China from 1975 to 2004〔J〕. Transactions of the Chinese Society of Agricultural Engineering,2009,25(1):11-15.〕

〔13〕 徐羽,吴艳飞,徐刚,等. 长三角地区地表干湿状况及极端干湿事件特征研究〔J〕. 自然资源学报,2017,32(9):1 579-1 590.〔Xu Yu,Wu Yanfei,Xu Gang,et al. Characteristics of surface humidity and extreme drought/wet events in Yangtze River Delta〔J〕. Journal of Natural Resources,2017,32(9):1 579-1 590.〕

〔14〕 王允,刘普幸,曹立国,等. 基于湿润指数的1960—2011年中国西南地区地表干湿变化特征〔J〕. 自然资源学报,2014,29(5):830-838.〔Wang Yun,Liu Puxing,Cao Liguo,et al. Characteristics of Southwestern China dry-wet condition based on wetness index in 1960-2011〔J〕. Journal of Natural Resources,2014,29(5):830-838.〕

〔15〕 贺晋云,张明军,王鹏,等. 近50年西南地区极端干旱气候变化特征〔J〕. 地理学报,2011,66(9):1 179-1 190.〔He Jinyun,Zhang Mingjun,Wang Peng,et al. Climate characteristics of the extreme drought events in Southwest China during recent 50 years〔J〕. Acta Geographica Sinica,2011,66(9):1 179-1 190.〕

〔16〕 Wang Jianbing,Wang Suping,Wang Zhigui. The variety characters of potential evapotranspiration and soil surface humidity index in the Zoige Wetland in 1971-2010〔J〕. Scientia Geographica Sinica,2015,35(2):245-250.

〔17〕 胡子瑛,周俊菊,张利利,等. 中国北方气候干湿变化及干旱演变特征〔J〕. 生态学报,2018,38(6):1 908-1 919.〔Hu Ziying,Zhou Junju,Zhang Lili,et al. Climate dry-wet change and drought evolution characteristics of different dry-wet areas in Northern Chi-

na[J]. Acta Ecologica Sinica,2018,38(6):1 908 – 1 919.]
[18] 靳立亚,李静,王新,等. 近 50 年来中国西北地区干湿状况时空分布[J]. 地理学报,2004,59(6):847 – 854.[Jin Liya, Li Jing, Wang Xin, et al. Temporal and spatial distribution of dry and wet conditions in Northwest China in recent 50 years[J]. Acta Geographica Sinica,2004,59(6):847 – 854.]
[19] 王兴梅,张勃,张凯,等. 石羊河流域极端干旱事件的时空变化特征[J]. 地理科学进展,2011,30(3):299 – 305.[Wang Xingmei, Zhang Bo, Zhang Kai, et al. The spatial and temporal characteristics of extreme drought events in Shiyang River Basin[J]. Progress in Geography,2011,30(3):299 – 305.]
[20] 张彦龙,刘普幸. 基于 AI 指数的新疆干湿时空变化及其影响因素分析[J]. 自然资源学报,2016,31(4):658 – 671.[Zhang Yanlong, Liu Puxing. Study on temporal and spatial variation of the dry-wet and its influence factors in Xinjiang based on aridity index[J]. Journal of Natural Resources,2016,31(4):658 – 671.]
[21] 潘保田,李吉均. 青藏高原:全球气候变化的驱动机与放大器——Ⅲ. 青藏高原隆起对气候变化的影响[J]. 兰州大学学报(自然科学版),1996,32(1):108 – 115.[Pan Baotian, Li Jijun. Qinghai-Tibetan Plateau: A driver and amplifier of the global climatic change: Ⅲ. The effeets of the uplift of Qinghai-Tibetan Plateau on climate changes[J]. Journal of Lanzhou University(Natural Sciences),1996,32(1):108 – 115.]
[22] 李林,申红艳,李红梅,等. 柴达木盆地气候变化的区域显著性及其成因研究[J]. 自然资源学报,2015,30(4):641 – 650.[Li Lin, Shen Hongyan, Li Hongmei, et al. Regional differences of climate change in Qaidam Basin and its contributing factors[J]. Journal of Natural Resources,2015,30(4):641 – 650.]
[23] 尹文杰,张梦琳,胡立堂. 柴达木盆地干旱时空变化特征[J]. 干旱区研究,2018,35(2):387 – 394.[Yin Wenjie, Zhang Menglin, Hu Litang. Spatiotemporal variation of drought in the Qaidam Basin[J]. Arid Zone Research,2018,35(2):387 – 394.]
[24] 王建,黄巧华,柏春广,等. 2.5Ma 以来柴达木盆地的气候干湿变化特征及其原因[J]. 地理科学,2002,22(1):34 – 38.[Wang Jian, Huang Qiaohua, Bai Chunguang, et al. Tendency of the Quaternary climatic change in Qaidam Basin and its causal mechanism[J]. Scientia Geographical Science,2002,22(1):34 – 38.]
[25] 戴升,申红艳,李林,等. 柴达木盆地气候由暖干向暖湿转型的变化特征分析[J]. 高原气象,2013,32(1):211 – 220.[Dai Sheng, Shen Hongyan, Li Lin, et al. Analysis on climatic transition characteristic from warm-dry to warm-wet in Tsaidam Basin[J]. Plateau Meteorology,2013,32(1):211 – 220.]
[26] 徐浩杰,杨太保. 柴达木盆地植被生长时空变化特征及其对气候要素的响应[J]. 自然资源学报,2014,29(3):398 – 409.[Xu Haojie, Yang Taibao. Spatial-temporal variations of vegetation activities and its response to climatic factors in the Qaidam Basin[J]. Journal of Natural Resources,2014,29(3):398 – 409.]
[27] 陈建伟,张煜星. 湿润指数与干燥度关系的探讨[J]. 中国沙漠,1996,16(1):79 – 82.[Chen Jianwei, Zhang Yuxing. Discussion on relation between humidity index and aridity degree[J]. Journal of Desert Research,1996,16(1):79 – 82.]
[28] 马柱国,华丽娟,任小波. 中国近代北方极端干湿事件的演变规律[J]. 地理学报,2003,58(增刊 1):69 – 74.[Ma Zhuguo, Hua Lijuan, Ren Xiaobo. The evolution law of extreme dry and wet events in modern north China[J]. Acta Geographica Sinica,2003,58(Suppl. 1):69 – 74.]
[29] 祝昌汉. 再论总辐射的气候学计算方法(二)[J]. 大气科学学报,1982(2):196 – 206.[Zhu Changhan. A further discussion on the climatological calculating method of total radiation (Ⅱ)[J]. Journal of Atmospheric Sciences,1982(2):196 – 206.]
[30] 王文圣,丁晶,向红莲. 水文时间序列多时间尺度分析的小波变换法[J]. 四川大学学报(工程科学版),2002,34(6):14 – 17.[Wang Wensheng, Ding Jing, Xiang Honglian. Multiple time scales analysis of hydrological time series with wavelet transform[J]. Journal of Sichuan University (Engineering Science Edition),2002,34(6):14 – 17.]
[31] 魏凤英. 现代气候统计诊断与预测技术[M]. 北京:气象出版社,1999.[Wei Fengying. Modern Climatic Statistical Diagnosis and Forecasting Technology[M]. Beijing: China Meteorological Press,1999.]
[32] 任国玉,初子莹,周雅清,等. 中国气温变化研究最新进展[J]. 气候与环境研究,2005,10(4):701 – 716.[Ren Guoyu, Chu Ziying, Zhou Yaqing, et al. Recent progresses in studies of regional temperature changes in China[J]. Climate and Environmental Research,2005,10(4):701 – 716.]
[33] 李林,陈晓光,王振宇,等. 青藏高原区域气候变化及其差异性研究[J]. 气候变化研究进展,2010,6(3):181 – 186.[Li Lin, Chen Xiaoguang, Wang Zhenyu, et al. Climate change and its regional differences over the Tibetan Plateau[J]. Advances in Climate Change Research,2010,6(3):181 – 186.]
[34] 张宁瑾,肖天贵,假拉. 1979—2016 年青藏高原降水时空特征[J]. 干旱气象,2018,36(3):373 – 382.[Zhang Ningjin, Xiao Tiangui, Jia La. Spatial and temporal characteristics of precipitation in the Tibet Plateau from 1979 to 2016[J]. Journal of Arid Meteorology,2018,36(3):373 – 382.]
[35] 商沙沙,廉丽姝,马婷,等. 近 54 a 中国西北地区气温和降水的时空变化特征[J]. 干旱区研究,2018,35(1):68 – 76.[Shang Shasha, Lian Lishu, Ma Ting, et al. Spatiotemporal variation of temperature and precipitation in Northwest China in recent 54 years[J]. Arid Zone Research,2018,35(1):68 – 76.]
[36] 高歌,陈德亮,任国玉,等. 1956—2000 年中国潜在蒸散量变化趋势[J]. 地理研究,2006,25(3):378 – 387.[Gao Ge, Chen Deliang, Ren Guoyu, et al. Trend of potential evapotranspiration over China during 1956 to 2000[J]. Geographical Research,2006,25(3):378 – 387.]
[37] 王小静,李志,赵姹,等. 西北旱区 1961—2011 年参考作物蒸散量的时空分异[J]. 生态学报,2014,34(19):5 609 – 5 616.[Wang Xiaojing, Li Zhi, Zhao Cha, et al. Spatiotemporal variations of the reference crop evapotranspiration in the arid region of Northwest China during 1961 – 2011[J]. Acta Ecologica Sinica,2014,34(19):5 609 – 5 616.]
[38] 曾红玲,高新全,戴新刚. 近 20 年全球冬、夏季海平面气压场和 500 hPa 高度场年代际变化特征分析[J]. 高原气象,2002,

21(1):66－73.〔Zeng Hongling,Gao Xinquan,Dai Xingang. Analysis on interdecadal change characteristics of global winter and summer surface pressure field and 500 hPa height field in recent twenty years〔J〕. Plateau Meteorology,2002,21(1):66－73.〕

〔39〕 Wang Huijun. The weakening of the Asian monsoon circulation after the end of 1970's〔J〕. Advances in Atmospheric Sciences, 2001,18(3):376－386.

〔40〕 姚檀栋,秦大河,田立德,等. 青藏高原2 ka来温度与降水变化——古里雅冰芯记录〔J〕. 中国科学(D辑:地球科学),1996,26(4):348－353.〔Yao Tandong,Qin Dahe,Tian Lide,et al. Changes in temperature and precipitation in the Qinghai-Tibet Plateau from 2 ka:Guliya ice core record〔J〕. Science in China (Series D:Earth Science),1996,26(4):348－353.〕

〔41〕 吴晓红,王绍武. 对流层大气环流的甚低频振荡〔J〕. 气象学报,1996,54(4):427－436.〔Wu Xiaohong,Wang Shaowu. Very low frequency oscillations in the variations of tropospheric atmospheric general circulation〔J〕. Acta Meteorologica Sinica,1996,54(4):427－436.〕

〔42〕 吴增祥. 气象台站历史沿革信息及其对观测资料序列均一性影响的初步分析〔J〕. 应用气象学报,2005,16(4):461－467.〔Wu Zengxiang. Preliminary analysis of the information on meteorological station historical evolution and its impacts on homogeneity of observational records〔J〕. Journal of Applied Meteorological Science,2005,16(4):461－467.〕

〔43〕 张亚宁,张勃,卓玛兰草,等. 1960—2008年黑河流域地表干湿状况的时空变化分析〔J〕. 干旱区研究,2012,29(5):838－846.〔Zhang Yaning,Zhang Bo,Zhuoma Lancao,et al. Analysis on spatiotemporal change of dry-wet conditions in the Heihe River Basin during the period from 1960 to 2008〔J〕. Arid Zone Research, 2012,29(5):838－846.〕

〔44〕 曹丽娟,严中伟. 地面气候资料均一性研究进展〔J〕. 气候变化研究进展,2011,7(2):129－135.〔Cao Lijuan,Yan Zhongwei. Progresses in research of homogenization of climate data〔J〕. Advances in Climate Change Research,2011,7(2):129－135.〕

〔45〕 丁一汇,任国玉,石广玉,等. 气候变化国家评估报告(Ⅰ):中国气候变化的历史和未来趋势〔J〕. 气候变化研究进展,2006,2(1):3－8.〔Ding Yihui,Ren Guoyu,Shi Guangyu,et al. National Assessment Report of Climate Change(Ⅰ):Climate change in China and its future trend〔J〕. Advances in Climate Change Research,2006,2(1):3－8.〕

Surface Humid Situation and Its Affecting Factors in the Qaidam Basin from 1961 to 2017

ZHANG Wang-xiong, LIU Pu-xing

(*College of Geography and Environment Science*, *Northwest Normal University*, *Lanzhou* 730070, *Gansu*, *China*)

Abstract: The Penman-Monteith model was applied to estimate the values of evapotranspiration (ET_0) in the Qaidam Basin during the period of 1961－2017 based on the meteorological data from 8 meteorological stations. Then the values of surface humid index were derived, and the climate tendency rate, IDW interpolation, M-K test, Morlet wavelet and principal component analysis were used to analyze the spatiotemporal variation of humid index and its affecting factors in the study area. The results showed that the humid index in recent 57 years was in an increase trend $0.007 \cdot (10a)^{-1}$, which revealed that the regional climate became wetter in the Qaidam Basin, the interannual variation of the humid index was significant, and the variable coefficient was 30.73%. Seasonally, the humid indexes in spring, summer, autumn and winter were all in an increase trend, and the tendency rates were $0.003 \cdot (10a)^{-1}$, $0.009 \cdot (10a)^{-1}$, $0.004 \cdot (10a)^{-1}$ and $0.003 \cdot (10a)^{-1}$ respectively. Spatially, difference of the variation was very significant, and the increase of humid index in the eastern part of the basin was more significant than that in the western part. Mutation of humid index occurred in 1981 and 1986, and there were 2.8－ and 3.6－year periods of humid index variation ($\alpha \geqslant 0.05$), which was relatively identical with the 2－4－year periodicity of general atmospheric circulation. Principal component analysis showed that precipitation and average temperature were the main factors affecting the variation of humid index in the Qaidam Basin. In addition, the correlation coefficients between the humid index and the PVA, PVI, APVI and APVII were －0.46, －0.36, －0.49 and －0.47 ($\alpha \geqslant 0.01$) respectively.

Key words: drought/wet event; potential evapotranspiration; climate change; humid index; Penman-Monteith model; Qaidam Basin